Beobachtungen über die Beziehungen zwischen der Intensität der chemischen Strahlung und der Luftbewegung

Von

Prof. Dr. Johannes Furlani in Wien

(Mit 8 Textfiguren)

Ausgeführt mit Unterstützung der Akademie der Wissenschaften in Wien

(Vorgelegt in der Sitzung am 20. März 1919)

1. Vorbemerkung.

Bei meinen Untersuchungen über das »Lichtklima im österreichischen Küstenlande«[1] konnte ich Beziehungen zwischen der Strahlungsenergie und den anderen meteorologischen Faktoren feststellen. Ich fand in Übereinstimmung mit früheren Beobachtern, daß mit der Zunahme der Luftwärme die chemische Intensität der Strahlung wachse, die thermische abnehme; chemische und thermische Intensitäten nehmen mit der Abnahme des Luftdruckes zu. Hinsichtlich der Beziehungen der Strahlungsintensität zur Windrichtung ergab sich eine Zunahme der chemischen Intensität beim warmen, feuchten Scirocco, eine Abnahme bei der kalten, trockenen Bora gegenüber windstillen Tagen. Seit Roscoe's[2] Untersuchungen wissen wir, daß mit Zunahme der Luftfeuchtigkeit sowohl die schwächer brechbare als auch die chemisch wirksame Strahlung zunehmen.

---

[1] J. Furlani, Das Lichtklima im österreichischen Küstenlande (Denkschriften der Wiener Akad. d. Wiss., mathem.-naturw. Kl., *93,* 1916).

[2] Roscoe, On the chemical intensity of total daylight at Kew and Pará (Phil. Trans. 1867).

Nach Barkow[1] stehen die Größe der Richtungs- und Geschwindigkeitsamplituden von Böen in Beziehung zur Tageszeit, Bewölkung, Strahlung und der vertikalen Temperaturverteilung.

Ich habe in der Zeit von Ende Juli bis Mitte September der Jahre 1915 bis 1918 photoklimatische Untersuchungen in einem weiteren Umkreise von Innsbruck vorgenommen, mit dem Ziele, festzustellen, ob sich auch im Alpengebiete Beziehungen zwischen Strahlungsintensität einerseits, Luftbewegung und Luftfeuchtigkeit andrerseits, feststellen ließen.

Vor allem schien mir die Beantwortung der Frage von Interesse, ob die atmosphärischen Zustände bei Föhnwetter, die durch v. Hann,[2] Pernter, Maurer, v. Ficker u. a. charakterisiert worden sind, in gleichem Sinne die Strahlungsverhältnisse beeinflussen, wie ich es beim Scirocco im adriatischen Gebiete gefunden hatte. Dieser ist bekanntlich der SE der rechten, vorderen Seite der Barometerdepression; der Südföhn auf der Nordseite der Alpen wird nach v. Hann[3] durch die im Westen und Nordwesten vorüberziehenden atlantischen Barometerdepressionen verursacht. Nach v. Hann und Hagenbach[3] ist die Luft bei Föhn optisch besonders homogen.

Ich wählte als Beobachtungsorte Heilig-Kreuz bei Hall i. T. auf der linken Innterrasse (500 *m* Seehöhe), auf der gegenüberliegenden Stufe des rechten Innufers die Umgebung von Rinn (950 *m*); in der Nordkette die Bettelwürfe über Hall (2500 *m*) und wieder auf dem jenseitigen Innufer in der Zentralkette den Patscherkofel (2200 *m*). Entfernter vom Inntale lagen folgende Beobachtungsorte: das Hochalmkreuz im Karwendel (2200 *m*), die Umgebung von Fulpmes im Stubaital (950 *m*), im Oberbergtale, das ins Stubai mündet, die Franz Sennhütte

---

[1] Seeliger, Die Struktur des Windes (Die Naturwissenschaften, V, 1917).

[2] J. v. Hann, Föhnstudien zu Bludenz. Met. Zeitschr., 1882, XVII. — Pernter, Dauer und Eigenschaften des Föhns in Innsbruck; Diese Sitzungsber., *104*, 1895. — Maurer, Langjährige Aufzeichnungen des Föhns; Z. f. Met., 1909. — v. Ficker, Innsbrucker Föhnstudien; Denkschriften der Wiener Akad eie, *78*, 1905, und *85*, 1910.

[3] J. v. Hann, Lehrbuch der Meteorologie; Leipzig 1915.

(2200 *m*) und die von hier erreichbaren Stubaier Ferner, der Alpeiner und der Lisenser Ferner (3000 *m*).

Die chemischen Intensitäten wurden wieder nach der v. Wiesner'schen Methode,[1] die thermische Strahlung mit dem Vakuumthermometer bestimmt.

Die auf dem Silbernitratpapier erzielten Schwärzungen wurden mit den Skalentönen 2·63 und 5·53 verglichen. Die Luftwärme wurde mit dem Schleuderthermometer, die relative Feuchtigkeit mit dem Haarhygrometer gemessen. Bei den Beobachtungen im Sommer 1918 kam auch ein Fuess'sches Schalenanemometer zur Bestimmung der Windgeschwindigkeiten in Verwendung.

Zeichenschlüssel für die gebrauchten Abkürzungen:

$S_0—S_4$ (Grad der Sonnenbedeckung).

$B_0—B_{10}$ (Grad der Bewölkung).

tJ (Gesamtstärke der chemischen Strahlung in Bunsen-Einheiten).

dL (Chemische Intensität des Himmelslichtes).

SL (Chemische Intensität der Sonnenstrahlung).

$Z\times 3$ (Chemische Intensität des Himmelslichtes, berechnet aus den Messungsergebnissen im gleichseitigen Zylinder = Zenitdrittel des Himmelslichtes $\times 3$).

$T°$ (Temperatur, beobachtet am Vakuumthermometer).

$t°$ (Lufttemperatur, beobachtet am Schleuderthermometer).

$T—t°$ (Größe der Wärmestrahlung als Differenz von $T—t$).

---

[1] Der Umstand, daß bei einer photometrisch nachweisbaren »Lichtvermehrung« sich mitunter bei Bewölkung eine Verminderung bei photochemischer Methode zeigt, ist nicht der Ausdruck der Minderwertigkeit dieser Methode gegenüber der ersteren, wie H. Sierp in einer jüngst erschienenen Abhandlung (Über die Lichtquellen etc.; Biol. Centr., *38*, 1918) meint, sondern der eines Naturgesetzes (Wien'sches Verschiebungsgesetz), demzufolge mit sinkender Temperatur sich das Energiemaximum im Spektrum vom Ultraviolett gegen Ultrarot verschiebt. Diese Sierp'sche Beobachtung erklärt sich dadurch, daß die photometrische Methode hauptsächlich im Gelb des Spektrums, die photochemische dagegen im Blau mißt.

rF (Relative Feuchtigkeit in Prozenten, beobachtet am Haarhygrometer).

W (Windrichtung; Windgeschwindigkeit in m^{min}, beobachtet am Anemometer).

2. Die Strahlungsintensitäten an den verschiedenen Beobachtungsorten.

Da es mir leider bisher nicht vergönnt war, über das ganze Jahr fortlaufende Untersuchungen über das Lichtklima im Gebiete durchzuführen und die Lichtsummen zu berechnen, die besonders von biologischem Interesse wären, so muß ich mich darauf beschränken, vergleichende Daten über die Strahlungsverhältnisse an den Beobachtungsorten (Fig. 1) in der Zeit zwischen dem 20. Juli und 10. September zur Orientierung mitzuteilen, bevor ich an die Behandlung meines eigentlichen Themas schreite.

Tabelle 1.

Mittlere Strahlungsintensitäten für den Monat August in Hall.

h	*S*	*B*	*T*	*t*	*T—t*	*tJ*	*dL*	*SL*
8h	3	3	31·5°	15·5°	16°	0·418	0·232	0·186
9	3	2	36	18	18	0·634	0·251	0·283
10	4	2	39	18	21	0·702	0·302	0·400
11	4	0	45	19	26	0·997	0·439	0·598
12	4	0	46	21	25	1·299	0·455	0·844
13	4	3	47	22	25	1·296	0·463	0·833
14	3	3	47·5	23	24·5	1·000	0·450	0·550
15	3	4	44	23	21	0·866	0·432	0·434
16	3	4	42	21·5	20·5	0·694	0·392	0·302

Die in Tabelle 1 zusammengestellten Werte der Strahlungsintensitäten in Hall stellen Mittel aus den Beobachtungen an Schönwettertagen der 4 Jahre bei S_{1-4}, B_{0-5} dar. Die chemische Wirkung der Sonnenstrahlung entspricht der von mir im Karste an der nördlichen Adria in der

gleichen Seehöhe von 500 *m* beobachteten, dagegen ist die chemische Strahlung des Himmelslichtes im Gebiete in gleichen Seehöhen eine geringere als über

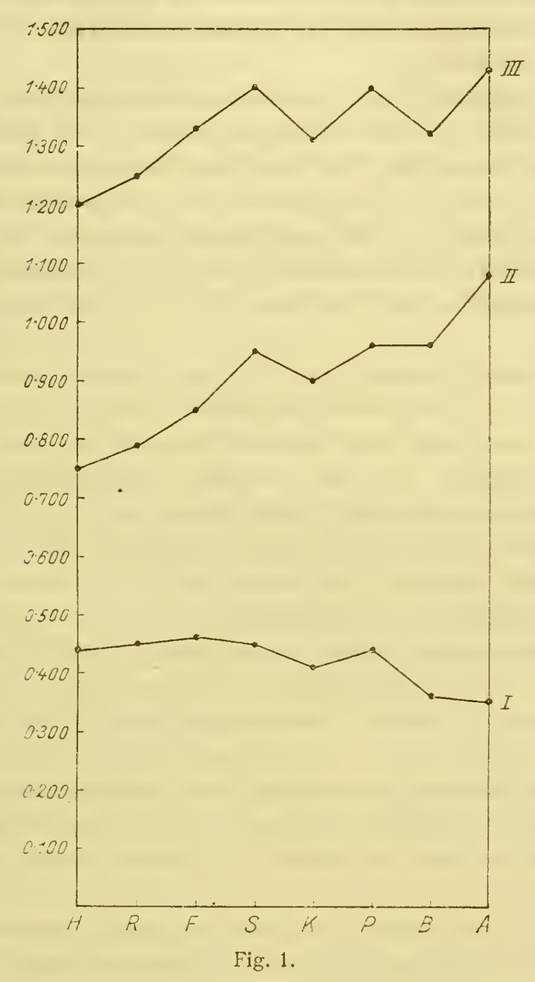


Fig. 1.

Vergleich der Intensitäten von dL (I), SL (II) und tJ (III) an den verschiedenen Beobachtungsorten: H = Hall, R = Rinn, F = Fulpmes, S = Franz Sennhütte, K = Hochalmkreuz, P = Patscherkofel, B = Bettelwürfe, A = Alpeiner und Lisenser Ferner.

dem Karste, so daß auch die chemische Wirkung der Gesamtstrahlung über dem Inntale sich zu der über dem nördlichen Karste verhält wie 1·29 ; 1·56. Es ist

daher begreiflich, daß, während im Karste $d.L = S.L$ bei 55° bis 60° Sonnenhöhe wird, im Inntale im Sommer Gleichheit von Sonnen- und Himmelsstrahlung bereits bei 35° Sonnenhöhe erreicht wird, was den Befunden Schwab's[1] für Kremsmünster entspricht.

Die Kurven in Fig. 1 zeigen im allgemeinen ein Ansteigen von tJ und SL, eine Abnahme von dL mit Zunahme der Seehöhe. Andrerseits fällt aber eine Depression von tJ und SL über dem Hochalmkreuz und den Bettelwürfen auf; beide Standorte liegen in den nördlichen Kalkalpen. dL zeigt in diesem Gebiete eine raschere Abnahme mit Zunahme der Seehöhe gegenüber dem Verhalten in den südlicher gelegenen Bergen.

Merkwürdigerweise ist dL im Inntale etwas kleiner als im höher gelegenen Stubaitale. Vielleicht hängt diese größere Leuchtkraft des Stubaier Himmels mit der größeren Nähe der Ferner und den von diesen aufsteigenden Wasserdampfmassen zusammen. Hierfür scheint mir auch der Umstand zu sprechen, daß im Stubai mit der Zunahme der Sonnenhöhe SL weniger wächst als im Inntale (siehe die Tabellen 2 und 7), während umgekehrt die Tageskurven von dL im Stubai eine größere Krümmung zeigen als im Inntale (vgl. Fig. 2 und 7). Samec[2] hat auf Ballonfahrten in einer Höhe von 450 m für dL um 12^h bei 61° Sonnenhöhe einen Wert von 0·453 gefunden; dieser wird in Hall bereits bei tieferem Sonnenstande, im Mittel 55°, erreicht. In 2000 m beobachtete er 0·385, in 2500 m = 0·379, in 3000 m = 0·376. Meine Messungen im Gebiete ergeben in 2000 m = 0·400 bis 0·450, in 2500 m = 0·36.

Diese Zahl nähert sich also dem Samec'schen Werte für 2500 m; auf 3000 m fällt dann die Intensität stärker als nach den Samec'schen Beobachtungen. Viel höher liegen seine Werte der Sonnenstrahlung. Er fand in 2000 m $SL = 1·514$, in 2500 m = 1·534, in 3000 m = 1·711. Meine Beobachtungen

---

[1] Schwab, Das photochemische Klima von Kremsmünster (Denkschriften der Akad. der Wiss. in Wien, *74*, 1904).

[2] Samec, Zur Kenntnis der Lichtintensitäten in großen Seehöhen (diese Sitzungsber., *116*, Abt. I, 1907); (ebenda, 1908).

ergaben im Mittel 0·95, beziehungsweise 0·96, beziehungsweise 1·08; freilich entsprechen die Samec'schen Zahlen einer größeren Sonnenhöhe, wie oben erwähnt wurde, und einem Maitage. Für tJ fand Samec in 2000 *m* = 1·899, in 2500 *m* = 1·913, in 3000 *m* = 2·087.

Die Mittelwerte meiner Beobachtungen betragen in 2000 bis 2500 *m* = 1·31 bis 1·40, in 3000 *m* = 1·43. Sie sind also bedeutend geringer und würden wohl auch für gleiche Sonnenhöhen die Samec'schen Werte nicht erreichen.

Die höchsten chemischen Intensitäten im Gebiete wurden begreiflicherweise auf dem Alpeiner und auf dem Lisenser Ferner gemessen. tJ betrug bei einer Sonnenhöhe von 54° bis 55·8°, 1·842 bis 1·884; dann folgte der Patscherkofel mit 1·779 bei 54·2° Sonnenhöhe. SL betrug im ersten Falle 1·052 bis 1·094, im letzteren 0·956.

Auf dem Kucelj im Ternowaner Walde[1] fand ich auf bloß 1240 *m* bei einer Sonnenhöhe von 56·8° für tJ = 2·028 bis 2·163, für SL = 1·093 bis 1·483. Es hat also die chemische Intensität der Sonnenstrahlung im Gebiete der Nordalpen, die, wie oben gesagt wurde, in tieferen Lagen der im Karste beobachteten entspricht, mit der Zunahme der Seehöhe eine geringere Zunahme als im Karste.

Wohl hängt diese Erscheinung mit der gleichmäßigeren Erwärmung und folglich homogeneren Beschaffenheit der Luft über dem Karstplateau, wo größere Massenerhebungen und Vergletscherungen fehlen, zusammen. So hat auch Schroetter[2] auf den Kanaren bereits in einer Höhe von 2200 *m* einen Wert von tJ = 2·24 gefunden.

Die folgenden Werte der thermischen Strahlung stellen Mittel aus den Beobachtungen 11^h bis 13^h dar.

Es zeigt sich im allgemeinen ein Ansteigen von $T—t$ mit der Zunahme der Seehöhe. Die Schwankungen sind besonders in großer Seehöhe (Alpeiner—Lisenser

[1] Autor, l. c.

[2] v. Schroetter, Der gegenwärtige Stand der Heliotherapie der Tuberkulose (Berlin, Charlottenburg 1912).

Ferner) zufolge der größeren Schwankungen des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre größere.

	Beobachtungsort							
	Hall	Rinn	Fulpmes	Franz Senn-hütte	Hochalmkreuz	Patscherkofel	Bettelwürfe	Stubaier Ferner
Sonnen-strahlung	25·5°	26·5°	25°	26°	27·5°	30°	28·5°	22° bis 34°

Die gegen das Inntal geringere Wärmestrahlung im Stubaitale scheint mir auch ein Beweis dafür, daß die obgenannte größere Intensität von dL im Stubai von dem größeren Wasserdampfgehalt der Atmosphäre abhängt. Verglichen mit den $T-t$-Werten im Karste sind die im nordalpinen Gebiete etwas größer. So fand ich über dem Kucelj bei den oben genannten Beobachtungen für $T-t = 24 \cdot 6°$, während über dem Inntale sich bereits in der Höhe von Rinn (950 *m*) ein Wert von 26·5° bei gleicher Sonnenhöhe (55°) ergab. Vergleicht man das Verhalten von chemischer und thermischer Strahlung in unserem Gebiete, so zeigt sich eine Verschiebung des Energiemaximums im Spektrum gegen das ultrarote Ende hin gegenüber dem Karstgebiete.

Es ist also der Strahlungseffekt (im Sinne Planck's) in den südlichen Bergen ein größerer als bei gleicher See- und Sonnenhöhe im nordalpinen Gebiete.

Mit Rücksicht auf die von mir entwickelte Anschauung[1] über die Wirkung der Strahlung auf die lebende Zelle erscheint es nun verständlich, daß die untere Grenze der Verbreitung alpiner Pflanzen im inneralpinen Gebiete gegenüber den südlichen Vorbergen hinaufgerückt erscheint. Die Wirkung

[1] Furlani, Der Einfluß der Bestrahlung auf *Bacterium pyocyaneum* und seine Pigmente (diese Sitzungsber., Abt. I, 1919).

der größeren Luftwärme hier wird durch die größere Wärmestrahlung auf dem höher gelegenen Standorte dort ausgeglichen und das zum Gedeihen nötige Minimum an chemischem Strahlungseffekt wird auf dem Karste in tieferer Lage erreicht. Rhododendren steigen in den südlichen Vorbergen der Alpen bis auf 500 *m* und tiefer herab, das Edelweiß im Ternowaner Walde auf 900 *m*, während ich es im Stubaier Gebiete nicht unter 2200 *m* fand.

3. Die Beziehungen zwischen Strahlung und Luftbewegung.

Es kann dem zur Verfügung stehenden Raum entsprechend von dem in vier Sommern gesammelten Materiale für jeden Beobachtungsort nur je eine der gleichsinnigen Beobachtungsreihen aus der gleichen Zeit zwischen Anfang August und Anfang September hier zur Darstellung kommen.

A. In Heilig Kreuz bei Hall; zu Tabelle 2, *a*, *b* und *c*; Fig. 2.

Nach vorangegangenem Regenwetter trat am 28. August 1918, gegen 8^h Aufheiterung ein, der Wind kam aus NE, um später gegen E zu drehen. Um diese Zeit herrschte im Inntale noch starker Dunst, der gegen 10^h verschwand. Auch die folgenden Tage brachten schönes, antizyklonales Wetter. Am 31. August sind die Lufttemperaturen im Steigen gegenüber dem Vortage. Gegen 14^h setzt eine sanfte Strömung aus S mit $30\,m^{min}$ ein, die aber bald wieder aufhört. Der Barometer steht noch auf 11·9; am folgenden 1. September fällt er auf 11·3. An diesem Tage herrscht im Inntale warm-trockenes Wetter. In Hall bricht der Föhn gegen 14^h durch, Cirrostrati erscheinen, am Abend tragen die Berge der Nordkette Föhnhauben. Der Barometer fällt zum 2. September auf 8·9. An diesem Tage setzt gegen 10^h der Regen ein.

Die Strahlungsintensitäten des 28. und 29. sind einander im wesentlichen entsprechende. Eine Änderung tritt am 30. um die Mittagszeit ein, indem wir sehen, daß die *tJ*- und *SL*-Werte am Nachmittage größere sind als an den Vortagen. Diese Änderung der Strahlungsverhältnisse durch

Vergrößerung der Sonnenstrahlung geht also den anderen meteorologischen Verhältnissen voraus, die den Eintritt des Vorstadiums des Föhns[1] erst am folgenden Tage angeben. Erst an diesem Tage zeigen Erwärmung der Luft und Südströmung den Abfluß der kalten Bodenluft aus dem Inntale an.

Eine weitere Änderung der chemischen Strahlung zeigt dann wieder der 1. September. Der Föhn tritt ins stationäre Stadium.[1] An diesem Tage tritt mit der Kondensation des atmosphärischen Wasserdampfes in hohen Luftschichten eine Vergrößerung von dL gegenüber den antizyklonalen Verhältnissen ein. Es bleiben aber auch die SL-Werte deutlich größer als die des 28. August. Auch die Beobachtungen an den anderen Orten werden zeigen, daß mit dem Eintritt von Föhnwetter die chemische Strahlung steigt. Dieser Umstand einer erhöhten Strahlungswirkung (Strahlungsdruck) wird bei der Erklärung der biologischen Föhnphänomene (Einwirkung auf Nervensystem und Zirkulationsapparat) berücksichtigt werden müssen. Das Verhältnis $SL : dL$ steigt am Vormittage des 28. August von 1·35 auf 2·05, um am Nachmittag auf 1·89 zu fallen. Am 1. September beträgt es am Vormittage bloß 1·20 bis 1·68, am Nachmittage sinkt es auf 1·40.

Es zeigen also auch diese Zahlen die Zunahme der Zerstreuung der Sonnenstrahlung im stationären Föhnstadium an. Mit der Kondensation des atmosphärischen Wasserdampfes in diesem Stadium geht aber auch eine Abnahme der thermischen Strahlung einher, wie die $T—t$-Werte des 1. September beweisen. Das Maximum, das, wie am 28. August, auch am 1. September auf 11^h fällt, beträgt an diesem Tage 25°, gegen 30·7° des 28.

Der Vergleich der Tageskurven von tJ des 28. August und des 1. September zeigt einen am letzteren Tage gleichmäßigeren Verlauf. Es fällt auf, daß die bei den Depressionen des 28., von denen die erste auf 10^h 30, die zweite auf 14^h

[1] v. Ficker, Innsbrucker Föhnstudien; l. c.

mit ihrem Tiefpunkt fällt, mit dem Einsetzen stärkerer Luftbewegung zusammenfallen, welcher Umstand dafür zu sprechen scheint, daß der aus dem Landinnern wehende NE bis E eine

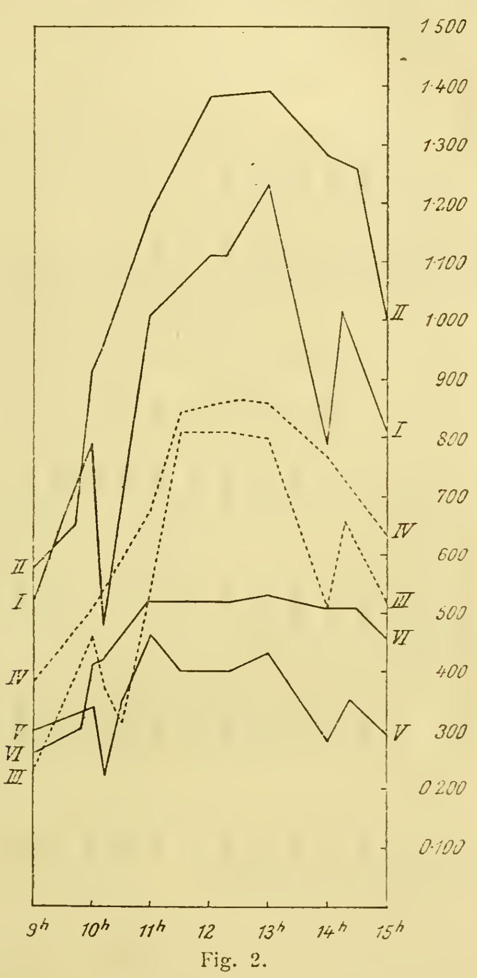


Fig. 2.

I *t J* am 28. August, III *S L* am 28. August, V *d L* am 28. August
II *t J* am 1. Sept., IV *S L* am 30. August, VI *d L* am 1. Sept.
1918 in Hall.

Verdunkelung der Atmosphäre durch Staubmassen verursacht habe. Es zeigen also diese Beobachtungen, daß die beiden von Ficker unterschiedenen Stadien der Föhnwetterlage auch in den Strahlungsverhältnissen ihren Ausdruck finden: Eine Ver-

Tabelle 2.

Beobachtungen in Hall.

h 1	S	B	tJ	dL	SL	$Z \times 3$	T	t	$T-t$	rF	W
a) 28. August 1918											
9h	4	0	0·534	0·300	0·234	0·289	—	—	—	—	NE
10	4	0	0·790	0·335	0·455	0·333	35°	17°	18°	64	—
10 10	4	0	0·584	0·219	0·365	0·213	37	18·5	18·5	58	E 35 m min
10 30	4	0	0·657	0·351	0·306	0·297	39	19	20	—	—
11	4	0	1·005	0·462	0·543	0·534	40·5	19·8	30·7	44	—
11 30	4	0	1·106	0·395	0·811	0·534	42	19·8	22·2	—	—
12 20	4	0	1·106	0·395	0·811	0·435	44	20·8	23·2	40	E 65 m min
13	4	1	1·229	0·425	0·804	0·426	45	21	24	42	—
14	4	1	0·790	0·276	0·514	0·285	42	22	20	45	E 100—150 m min
14 15	4	2	1·005	0·346	0·659	0·369	—	—	—	—	—
15	4	2	0·814	0·294	0·520	0·268	43·5	21·5	21·5	46	—
b) 30. August 1918											
9h	3	1	0·673	0·286	0·387	0·272	35°	18°	17°	59	E 45 m min
10	4	2	0·806	0·300	0·506	0·296	38·5	19·5	19	55	—

11		4	2	1·031	0·353	0·678	0·346	45·5	20·5	25	40	SE 25 *m* min
11	30	4	0	1·221	0·379	0·842	0·389	45·5	22	23·5	37	—
12		4	0	1·221	0·362	0·859	0·411	45·3	22·3	23	39	—
12	30	4	0	1·221	0·356	0·865	0·422	46·5	23·5	23	36	—
13		4	0	1·239	0·380	0·859	0·405	47·5	23·5	24	40	—
14		4	2	1·126	0·356	0·770	0·373	45·5	23·5	22	40	—
15		4	3	0·943	0·305	0·638	0·300	44·5	23	21·5	43	—

c) 1. September 1918

9h		4	1	0·573	0·260	0·313	0·253	37·8°	18·8°	19°	65	—
9	40	4	2	0·650	0·295	0·355	0·290	39·6	20	19·6	60	—
10		4	0	0·912	0·411	0·501	0·403	40	20	20	58	—
10	10	4	0	0·963	0·422	0·541	0·420	43·5	21·5	22	50	—
11		4	0	1·188	0·521	0·667	0·523	47	22	25	48	—
12	20	4	2	1·382	0·515	0·867	0·589	46	24	22	50	—
13		4	2	1·382	0·531	0·851	0·589	45·5	24	21·5	55	—
14		4	3	1·285	0·510	0·775	0·526	44	24	20	55	Föhn 50—60 *m* min
14	30	4	3	1·260	0·510	0·750	0·513	43	23	20	54	» 70 *m* min
15		4	4	1·099	0·458	0·641	0·458	40	24	16	58	» 45 *m* min

[1] Die Zeiten sind mitteleuropäische und nicht Sommerzeit (auch in allen folgenden Tabellen).

mehrung der chemischen Energie der Sonnenstrahlung im Vorstadium gegenüber den vorhergehenden antizyklonalen Verhältnissen; eine Vermehrung der Leuchtkraft der Atmosphäre und eine Verminderung der thermischen Strahlung beim Eintrittt des stationären Stadiums. Treten nach dem Föhnwetter wieder antizyklonale Verhältnisse durch Einbruch kalter Luft aus dem Norden ein, so beobachtet man wieder geringere chemische und größere thermische Strahlung. In den über 1000 *m* gelegenen Beobachtungsstationen gelang die Unterscheidung zwischen dem Vorstadium und stationärem Föhn nicht immer, oft wurden hier Erhöhung der Sonnen- und Himmelsstrahlung gleichzeitig wahrgenommen.

B. In Rinn bei Hall; zu Tabelle 3, *a*, *b* und *c*; Fig. 3.

Von der Föhnperiode vom 1. bis 8. August habe ich zur Darstellung gebracht den 1. August, an welchem Tage nach 14^h der SE einsetzt, den 8., an welchem Tage der Föhn durch den Einbruch kalter Luft aus NNW bis N sein Ende findet, und den folgenden 9. mit ruhigem, schönem Wetter. Wir finden die höchsten Werte von tJ am 1. bei eintretendem Föhnwetter, die geringsten am 8. beim Eintritt antizyklonaler Verhältnisse, in der Mitte liegen die Werte des windstillen 9. Die SL-Werte zeigen bereits am 31. Juli eine geringe Steigerung gegenüber dem Vortage und sind dann am 1. August bis 13^h bedeutend größer gegenüber den beiden anderen zur Darstellung gebrachten Tagen. Am Nachmittage erfolgte um die Zeit des Einsetzens des SE ein starkes Fallen. Am 9. ist SL wieder größer als beim antizyklonalen Wetter des 8. Das Verhalten am 1. spricht dafür, daß die Steigerung von SL vor dem Eintritt von Föhnwetter auf ein Ausströmen von Luftmassen zurückzuführen sei, indem sich hier zeigt, daß nach der Intensitätssteigerung eine Luftzufuhr aus SE folgt.

Eine Abnahme der vertikalen Mächtigkeit der kalten Inversionsschichte muß ja die Luft homogener gestalten. Es ist dies im Stadium I des Föhns von Ficker.

Die Werte von dL werden am Föhntage mit Eintritt des zweiten Stadiums Ficker's durchwegs höher

als an den beiden anderen Tagen, aber auch beim NW des 8. erhebt sich dL am Nachmittage entschieden über die

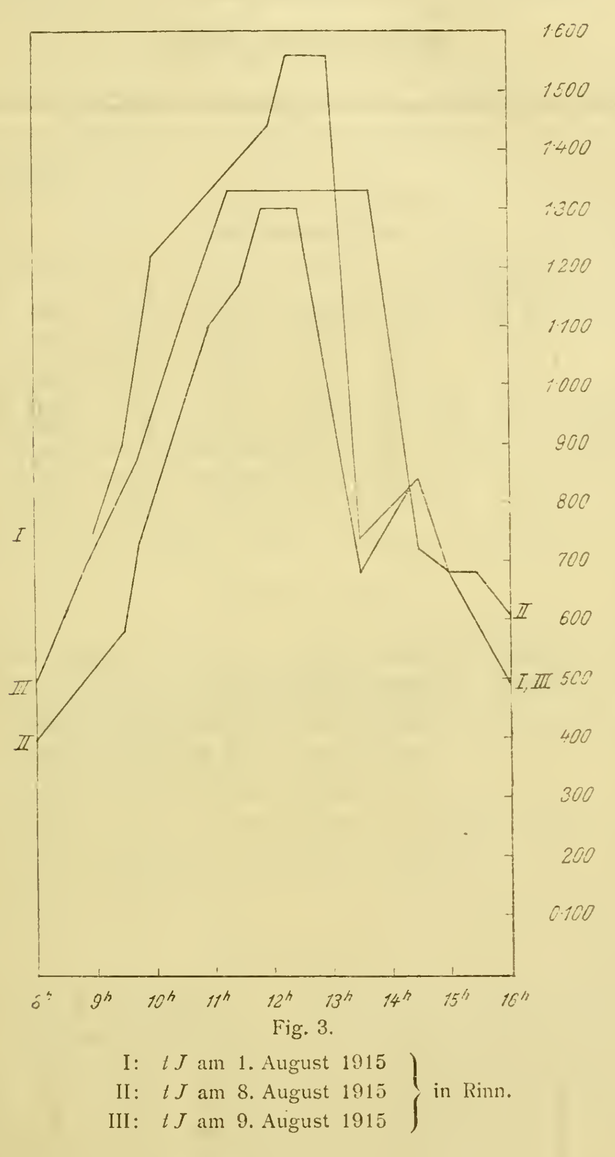


Fig. 3.

I: tJ am 1. August 1915
II: tJ am 8. August 1915 } in Rinn.
III: tJ am 9. August 1915

Werte des folgenden, ruhigen Tages. Sehr deutlich zeigt die Beziehungen der Strahlungsverhältnisse zur Wetterlage auch das Verhältnis von $SL : dL$. Es entspricht den Beobachtungen

Tabelle 3.

Beobachtungen in Rinn.

h	S	B	tJ	dL	SL	T	t	$T—t$	W
a) 1. August 1915									
9h	4	2	0·745	0·383	0·362	40°	17°	23°	—
10	3	2	1·223	0·500	0·723	42·5	18	24·5	—
11	4	4	1·333	0·564	0·769	48·8	19·8	29	—
12	3	4	1·448	0·619	0·829	48	22	26	—
13	4	3	1·565	0·648	0·917	47	22	25	—
13 30	3	3	0·744	0·583	0·161	50	24	26	—
14 30	4	4	0·844	0·551	0·291	47·5	23·5	24	SE
15	4	—	0·685	0·532	0·150	46·8	24	22·8	»
16	4	1	0·574	0·374	0·200	43	23	20	»
b) 8. August 1915									
8h	2—3	5	0·400	0·206	0·194	24°	16·5°	7·5°	NNW
9	4	1	0·521	0·281	0·240	39	18·8	20·2	»
9 30	3	4	0·588	0·334	0·254	42	14·5	27·5	»
10	3—4	2	0·800	0·339	0·461	46	16	30	NW
11	4	—	1·100	0·321	0·779	46·5	16	30·5	—
12	4	3	1·300	0·456	0·844	51·5	20·8	30·7	NNW
13	3	1	0·985	0·470	0·515	46	20·2	25·8	N
14	3—4	4—5	0·755	0·467	0·288	50	20·7	29·3	—
15	3	1	0·680	0·498	0·182	45·5	20	25·5	—
16	4	1	0·608	0·304	0·304	35·5	18·2	17·3	NE
c) 9. August 1915									
8h	4	—	0·498	0·204	0·294	40°	18°	22°	—
8 45	3—4	1	0·697	0·249	0·448	43	18·4	24·6	—
9 45	3	4	0·871	0·348	0·523	43	17·8	25·2	—
10 30	4	3	1·100	0·394	0·706	48	22	26	—
11 15	4	3	1·315	0·435	0·880	51	23	28	—
12	4	3	1·315	0·329	0·986	51·5	26	25·5	—
13	4	1	1·034	0·292	1·042	51	25·5	25·5	—
14 30	3	1	0·717	0·343	0·374	46·5	27	19·5	—
15	3	1	0·683	0·456	0·227	45·5	25	20·5	—
16	4	2	0·498	0·164	0·334	44	25	19	—

am jenseitigen Innufer, daß am Föhntage das diffuse Licht im Verhältnisse zum Sonnenlichte größer ist als an dem Schönwetter-Vortage und -Tage.

Die Verhältniszahlen von $SL:dL$ ergaben am 1. August: Ein Ansteigen von 0·94 auf 1·41 am Vormittage, am Nachmittage ein Sinken auf 0·27, das Minimum der drei Beobachtungstage.

Der 8. August zeigt bei fortgeschrittener Aufheiterung die größten Schwankungen des Verhältnisses. Die extremen Werte betragen: 0·76, 2·42, 0·36. Am windstillen 9. August betrugen die Werte: 1·50, 3·57, 0·49. Es erreicht also $SL:dL$ an diesem Tage seine höchsten Werte und sein Maximum.

Die Beobachtungen von $T-t$ zeigen hier keine deutlichen Beziehungen zur Luftbewegung; wohl sind, wenn man die Maxima der Stundenintervalle von den starken Schwankungen am 8. August in Betracht zieht, wie ich es in der Tabelle 3 getan habe, diese Zahlen größer als die der anderen Tage.

C. Auf dem Patscherkofel; zu Tabelle 4, *a* und *b*; Fig. 4.

Am Morgen des 27. August 1916 herrschte eine leise NNW-Strömung, die dann gegen W drehte und abflaute. Tagsüber traten nur zeitweilig kleine Cumuli auf, am Abend erschienen nach Rot grüne Dämmerungsfarben, was für die Reinheit des Himmels gegen W spricht. Das Wetter änderte sich am 28. August, indem zu Mittag eine sanfte SW-Brise aufsprang, am Nachmittage bewölkte sich der am Vormittage noch wolkenlose Himmel mit Cirren und dann mit Strati. Der folgende 29. ist ein Föhntag mit Hauben an den Bergen am Abend. Am Morgen des 31. kommt es zum Regen. tJ und SL zeigen ein den Ergebnissen im Inntale entsprechendes Verhalten, also eine Erhöhung am Föhn-Vortage. Der Verlauf der dL-Kurve ist an diesem Tage ein gleichmäßigerer als am Vortage. Auffallend ist das Emporschnellen zwischen 12^h und 13^h zur Zeit der SW-Brise und der Bildung von Cirren. Zu dieser Zeit wächst auch tJ erheblich.

Vorstadium und stationäres Stadium des Föhns sind hier nicht deutlich ausgeprägt. Wohl aber deutet das ebengenannte

Tabelle 4.

Beobachtungen auf dem Patscherkofel.

h		*S*	*B*	*tJ*	*dL*	*SL*	*T*	*t*	*T—t*	*W*
a) 27. August 1916										
8h		4	2	0·365	0·252	0·113	36·5°	12°	24·5°	NNW
9		4	2	0·500	0·277	0·223	38	12	26	»
10		4	0	0·583	0·150	0·433	41·7	14·5	27·2	NW
10	30	4	—	0·604	0·155	0·449	43·5	15	28·5	—
11		4	1	0·795	0·203	0·512	45·5	15	30·5	—
11	30	4	—	0·854	0·251	0·603	46	14	32	—
12		4	—	1·222	0·476	0·746	47	15·5	31·5	—
13		4	1	1·298	0·514	0·784	47·5	16	31·5	—
13	30	4	1	1·148	0·425	0·723	46·8	16·8	30	—
14		4	—	1·014	0·360	0·654	44	15·5	28·5	—
15		4	0	0·633	0·259	0·374	43·5	15·5	28	—
16		4	—	0·504	0·340	0·164	40·6	14	26·6	—
b) 28. August 1916										
8h		4	—	0·376	0·282	0·094	38°	13°	25°	—
9		4	—	0·686	0·266	0·420	40·1	13·6	26·5	—
10		4	—	1·010	0·314	0·696	41	14	27	—
10	30	4	—	1·095	0·322	0·773	45	16	29	—
11	40	4	2	1·317	0·342	0·975	47	18	29	—
12		3	4	1·317	0·342	0·975	44·5	18·5	26	SW sehr schwach
12	30	3	7	1·564	0·608	0·956	44	19	25	
13		4	4	1·403	0·477	0·926	41·8	18·8	23	
14		4	2	1·095	0·332	0·763	42·8	18·8	24	
15		3	3	0·842	0·313	0·529	38	18	20	
16		2	5	0·438	0·391	0·047	35	18·5	16·5	

Emporschnellen von dL den Eintritt von Kondensation in der Atmosphäre durch auf der Luvseite aufsteigende Luftmassen, die die SW-Strömung zur Folge haben, an. Das Verhältnis von $SL:dL$ steigt am 27. von 0·44 auf 2·40 und fällt dann auf 1·81. Am 28. ist es am Vormittage 0·33, also kleiner als am Vortage, in Übereinstimmung mit den übrigen Beobachtungen über das Verhalten der Sonnenstrahlung vor Eintritt von Föhnwetter; jedoch tritt zu Mittag eine Änderung ein, indem das Verhältnis auf 2·56 steigt, um auch am Nachmittag mit dem Werte von 2·29 den 27. zu übertreffen.

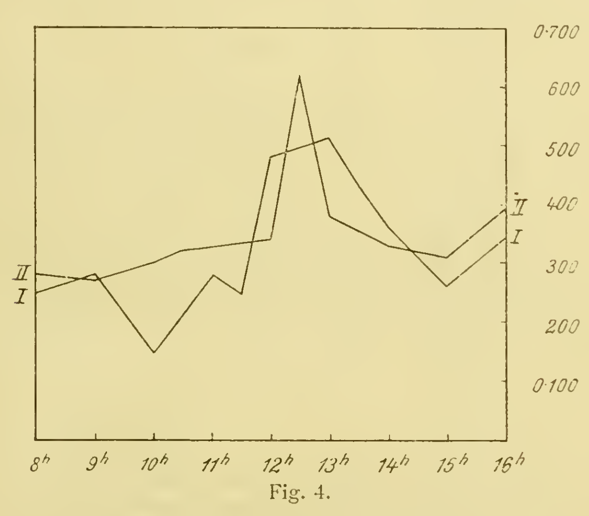


Fig. 4.

I: dL am 27. August 1916 }
II: dL am 28. August 1916 } auf dem Patscherkofel.

Mit der Zunahme der chemischen Strahlung in der Föhnlage ist hier deutlich eine Abnahme der Wärmestrahlung zu beobachten, die schon im Maximum um $11^h 40$ mit 29° gegen 32° um $11^h 30$ des Vortages, noch deutlicher aber in den $T-t$-Werten des Nachmittags in Erscheinung tritt.

D. Auf den Bettelwürfen; zu Tabelle 5, *a* und *b*; Fig. 5.

Während am 8. August noch antizyklonale Verhältnisse herrschten, setzt um die Mittagszeit am 9. August der SE ein; am folgenden 10. August kommt es um 5^h zum Regen.

Die Intensitäten von tJ sind am 9. gegenüber dem Vortage bedeutend erhöht. Es fällt das langsame Absinken der tJ-Werte an beiden Nachmittagen auf. Der Vormittag des 9. ist noch durch starke Intensität von SL charakterisiert, gehört also noch zum Vorstadium. Mit dem Einsetzen des SE tritt dann eine enorme Zerstreuung der Sonnenstrahlung ein. Während, wie die Kurven zeigen, die Intensität von dL in die Höhe

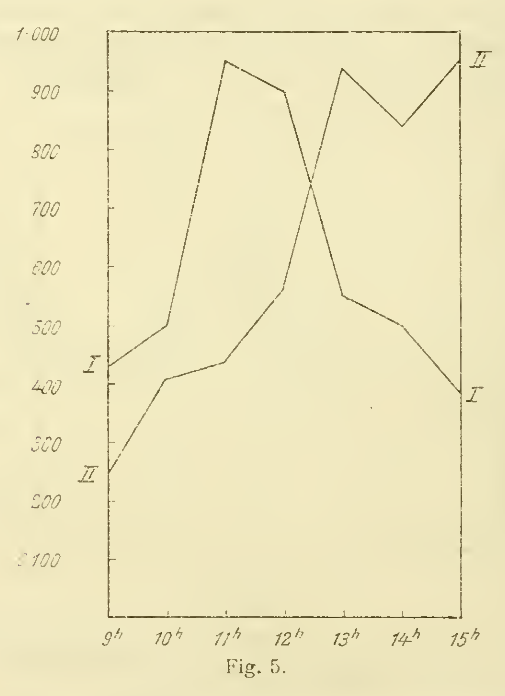


Fig. 5.

I: SL am 19. August } auf den Bettelwürfen.
II: dL am 19. August }

schnellt, sinkt ebenso rasch der Wert von SL. Es ist dies wohl der Eintritt des stationären Stadiums. Wie oben erwähnt, sind die Stadien in größeren Seehöhen schwerer zu trennen.

Dieses »Aufflammen des Himmels« am Nachmittage des 9. August ist unter meinen, seit dem Jahre 1909 fortgehenden photometrischen Bestimmungen, die wohl an die 100.000 heranreichen, eine Erscheinung von einzig dastehender Intensität.

Bemerkenswert ist noch, daß sie zwei Maxima aufweist; um $13^h = 0 \cdot 936$ und um $15^h = 0 \cdot 954$. Es sind dies Werte von dL, die für eine Seehöhe von 2500 *m* als enorme bezeichnet werden müssen.

Tabelle 5.

Beobachtungen auf den Bettelwürfen.

h	*S*	*B*	*tJ*	*dL*	*SL*	*T*	*t*	*T—t*	*W*
				a) 8. August 1917					
9h	3—4	1	0·605	0·232	0·373	36°	10°	26°	E
10	4	2	0·744	0·286	0·458	39·5	11·5	28	—
11	4	—	0·805	0·244	0·561	44	13·5	31	—
12	4	—	1·000	0·256	0·744	45·5	15·5	30	—
13	4		1·155	0·268	0·887	43	15	28	—
14	4	3	1·150	0·302	0·848	41	14·5	26·5	—
15	4	2	1·028	0·293	0·735	39	14	25	—
				b) 9. August 1917					
9h	4	—	0·680	0·252	0·428	36°	12°	24°	—
10	4	—	0·908	0·412	0·496	38·5	13·5	25	—
11	4	—	1·402	0·438	0·964	44	16	28	—
12	3	2	1·456	0·560	0·896	43·5	18	25·5	SE
13	3	3	1·489	0·936	0·553	44·5	18·5	26	»
14	4	4	1·336	0·835	0·501	44	19	25	»
15	4	3	1·336	0·954	0·382	40	16·5	23·5	»

Das Verhältnis $SL : dL$ ergibt am 8. August ein Ansteigen von 1·60 auf 3·31, dann ein Sinken auf 2·50; am 9. August ein Ansteigen von 1·20 auf 1·70, dann ein Fallen auf 1·40. So wie in den absoluten Werten von dL, zeigt sich also auch im Verhältnis zur Sonnenstrahlung die starke Zunahme der Zerstreuung der Strahlung bei

Eintritt der SE-Strömung, also dem Eintritt des stationären Föhnstadiums.

Die $T-t$-Werte zeigen auch hier, daß der höheren Lufttemperatur und der stärkeren chemischen Strahlungsenergie eine geringere thermische entspricht.

Die Maxima fallen wieder auf die Vormittage mit 31°, beziehungsweise 28°.

E. Auf dem Hochalmkreuz; zu Tabelle 6, *a* und *b*; Fig. 6.

Es folgen nun die Ergebnisse der Beobachtungen nördlich der Bettelwürfe im Karwendelgebiete. Nach Regenwetter folgt am 14. August Aufheiterung. Am 15. August 1918 und 16. August vormittags ist die NW- bis W-Richtung des Windes die vorherrschende. Um die Mittagszeit änderte sich am 16. das Wetter. Der Wind dreht nach SW und am Nachmittage kommt es zu starker Cumulibildung in NW. Der Himmel nimmt eine weißblaue Farbe an, am Abend liegt in N eine dunkle Stratusdecke. Der folgende Tag (17. August) bringt wechselnde Bewölkung, aus SW ziehend, am Nachmittage folgen kurze, lokale Strichregen.

Die lJ- und SL-Werte sind am Vormittage des 16. größer als die entsprechenden Werte des Vortages, während die Änderung der Windrichtung erst zu Mittag und das Fallen des Barometers am Nachmittage eintritt.

Die dL-Werte sind am Nachmittage des 16. nach Eintritt des SW jedoch kleiner als beim Westwetter des Vortages, während sie am Vormittage des 16. noch gleich bis größer gewesen sind.

Diese Erscheinung hat wohl in der Verminderung der Luftfeuchtigkeit ihren Grund, die zufolge des Eintrittes der warmen Luftströmung zunächst erfolgte. Beobachtungen von rF wurden allerdings im Sommer 1916 nicht vorgenommen. Wie aber die t-Werte zeigen, tritt am 16. eine Erwärmung der Luft gegenüber dem 15. ein. Durch den aufsteigenden warmen Luftstrom aus SW wird die Atmosphäre für die Sonnenstrahlung durchlässiger. Dies geht auch aus dem Umstande hervor, daß das Verhältnis von $SL:dL$ zu Mittag am 16. größer wird als am Vortage, 2·51 gegen 1·11

und auch am Nachmittage größer bleibt, 1·49 gegen 1·20, während es am Vormittage des 16. = 1·60 gegen 1·90 des Vortages betrug.

Sehr deutlich treten in den Kurven die großen Schwankungen der chemischen Intensitäten am Tage nach erfolgter

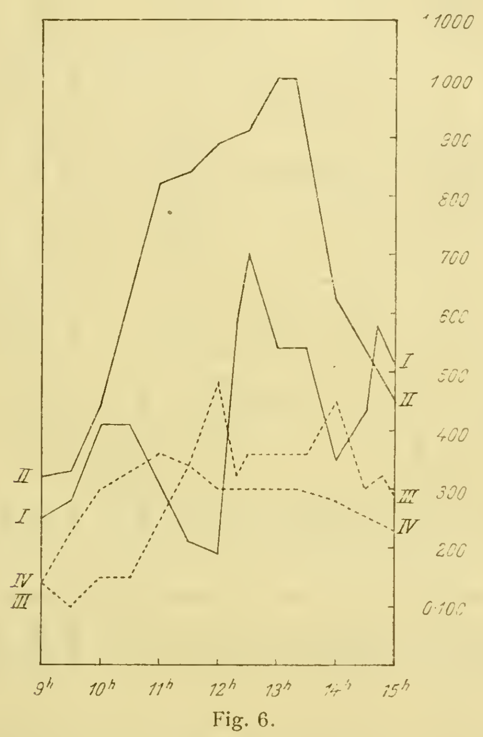


Fig. 6.

I: *SL* am 15. August 1918
II: *SL* am 16. August 1918
III: *dL* am 15. August 1918
IV: *dL* am 16. August 1918
} auf dem Hochalmkreuz.

Aufheiterung hervor, während sie am folgenden Tage bei Herannahen einer neuen Depression viel gleichmäßiger verlaufen. An diesem Tage sind aber auch die Amplituden der Windgeschwindigkeiten geringere als am Vortage und deutet dieses Ergebnis auf die oben genannten Befunde Barkow's hin. Die großen Depressionen von *SL* am 15. um 12^h und 14^h fallen mit größeren Schwankungen der Windgeschwindigkeit zusammen und beweisen, daß es sich

Tabelle 6.

Beobachtungen auf dem Hochalmkreuz.

h	S	B	tJ	dL	SL	Z × 3	T	t	T—t	rF	W	
a) 15. August 1918												
9h 5	4	2	0·584	0·239	0·345	0·204	32·5°	7·5°	25°	74	W	55 m min
9 30	4	2	0·584	0·202	0·382	0·186	31	8	23	61	»	45
10	4	2	0·750	0·239	0·511	0·213	34	12	22	49	»	70
10 30	4	2	0·750	0·239	0·511	0·237	33	—		—	—	40—60
11 30	3—2	4	0·750	0·438	0·312	0·393	41	11·5	29·5	41	W	45—60
12	3	4	0·875	0·584	0·291	0·591	31	12·5	18·5	41	»	40—80
12 20	3	4	1·105	0·425	0·680	0·447	—	—	—	—	»	—
12 30	4—3	2	1·257	0·462	0·795	0·459	40·5	14	26·5	33	»	80
13	3	4	1·105	0·462	0·643	0·459	39	13·5	25·5	38	»	155
13 30	3	4	1·105	0·462	0·643	0·459	37	13·5	23·5	—	NW	100
14	3	5	{ 0·921 1·005	0·553	{ 0·368 0·452	0·591	39	16·5	22·5	41	—	75
14 30	3	3—4	0·921	0·395	0·526	0·459	40	—	—	—	—	—
14 40	4	3—4	{ 0·921 1·105	0·425	{ 0·496 0·680	0·459	37	—	—	—	—	70

15	4	3	1·005	0·395	0·610	0·396	37	16	21	40	—	80–100
15 30	3	4—5	0·790	0·425	0·365	0·396	39	—	—	—	W	70
15 40	3—4	4—5	0·790	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15 50	4	3	0·790	—	—	—	37·5	—	—	—	—	—
16	4	2—3	0·737	0·345	0·392	0·198	36·5	15	21·5	44	—	75
					b) 16. August 1918							
9^h 10	3—4	1	0·657	0·239	0·418	0·213	32°	10·5°	21·5°	64	NW	145 m^{min}
9 30	3—4	1	0·750	0·329	0·421	0·282	—	—	—	—	—	80–100
10	4	2	0·945	0·404	0·541	0·357	34	11	23	59	—	—
11	4	2	1·382	0·462	0·920	0·468	40·5	14·5	26	51	W	120–140
11 30	4	2	1·382	0·442	0·940	—	41·2	14·5	26·7	51	—	160–200
12	4	2	1·382	0·395	0·987	0·459	38·5	15·5	23	46	WSW	200–230
12 30	3—4	2	1·455	0·395	1·060	0·474	37	15·5	21·5	42	—	170
13 4	4	2	1·495	0·395	1·100	—	39·8	17	22·8	41	WSW	200
13 20	4	2	1·495	0·395	1·100	0·534	39	17	22	—	SW	—
14	3—4	3	1·105	0·381	0·724	0·459	38	16	22	41·5	—	210–240
15	2—3	4	{ 0·875 0·940	0·329	{ 0·546 0·611	0·258	29	15	14	46	SW	70 50

hierbei um atmosphärische Vorgänge handelt. Solche »periodic or spasmodic Variations« nach Dines verdanken aber ihre Entstehung dem Vorüberziehen von Teildepressionen des Luftdruckes und sind für die Wetterlage charakteristisch, mithin auch unsere Depression der Sonnenstrahlung.

Auch der Vergleich der Intensitäten des Schattenlichtes aus der Beobachtung des gesamten Himmelslichtes dL mit den aus den Beobachtungen im gleichseitigen Zylinder des zenitalen Himmelsdrittels berechneten Intensitäten des Himmelslichtes $Z \times 3$ ist von Interesse.

Nach Jensen[1] steigt die Flächenhelligkeit des Zenits mit zunehmender Sonnenhöhe. Hiermit in Übereinstimmung sind die $Z \times 3$-Werte bis gegen Mittag etwas geringer als die dL-Werte, dann werden sie größer, um 15^h haben wir wieder Gleichheit, hierauf stellt sich das Verhältnis des Vormittags ein. Es ist nun die Mittagsdifferenz der $Z \times 3$- und dL-Werte am 16. erheblich größer als am Vortage. In dieser Hinsicht sind auch in der Engg, einem Talkessel im Karwendel (1200 m) gemachte Beobachtungen von Bedeutung. Am 11. August 1918 bei NW und Aufheiterung betrugen die dL-Werte, beziehungsweise die von $Z \times 3$:

	6^h	7^h	$7^h 30$	8^h
dL	0·066	0·110	0·164	0·219
$Z \times 3$....	0·057	0·099	0·111	0·144

Dagegen am 13. August 1918 bei Westwind und herannahendem Regen:

	$6^h 40$	7^h	$7^h 30$
dL.......	0·088	0·094	0·066
$Z \times 3$	0·093	0·111	0·093

Es ist also am ersten Tage bei Aufheiterung die Zenitstrahlung, dem Befunde Jensen's entsprechend, am Vormittage geringer als die tieferer Himmelsteile,

[1] Busch und Jensen, Tatsachen und Theorien der atmosphärischen Polarisation. Hamburg 1911.

während am zweiten Tage vor dem Eintritt von Regenwetter die Zenitstrahlung bereits am Morgen größer ist.

Mit diesem Ergebnis steht die obige Beobachtung auf dem Hochalmkreuz, daß die Differenz $(Z \times 3) - dL$ am 16. größer ist als am 15., in Übereinstimmung; bei der zur Kondensation des atmosphärischen Wasserdampfes führenden Wetterlage des 16. ist die Zenithstrahlung gegenüber dem Vortage eine größere.

Nach Wiener[1] erfolgt die Zerstreuung des Sonnenlichtes in kleineren Sonnenabständen bis 90°, hauptsächlich durch Brechung und Reflexion der Sonnenstrahlen an Eiskrystallen und Wassertropfen gegenüber der Diffusion an kleinsten Teilchen im Rayleigh'schen Sinne,[2] in größerer Sonnenentfernung. Da nun die Strahlung des Zenits zur Zeit der Sonnennähe, also zu einer Zeit, wo die Zerstreuung des Sonnenlichtes hauptsächlich durch die einfache Fresnel'sche Brechung und Reflexion erfolgt, am größten ist, so muß wiederum eine Erhöhung der Zenitstrahlung auf eine Vermehrung der Kondensationsprodukte zurückgeführt werden.

Daraus kann gefolgert werden, daß von unseren beiden Beobachtungstagen am 16. das Zenit an Kondensationsprodukten reicher war als am 15., wie schon oben angedeutet wurde. Die Vergrößerung der relativen Feuchtigkeit am 16. stimmt mit dieser Anschauung überein. Es wird die Helligkeit des Zenits durch eine Vermehrung der Kondensationsprodukte vergrößert, wodurch auch die Gesamtstrahlung des Himmels dL erhöht wird. Die Farbe des Himmels ändert sich von blau in weißblau. Die folgenden Beobachtungen in Fulpmes und auf den Stubaier Fernern sprechen auch für diese Anschauung. Die also die Erhöhung von dL bedingende Größenzunahme der Wasserpartikelchen,

[1] Wiener, Über die Helligkeit des klaren Himmels etc. Nova acta der Kais. Leop. Carol. d. Akad. d. Naturf., Bd, 73, 1, 1900.

[2] Lord Rayleigh, On the light from the sky, its polarisation and colour (Phil. Mag. *41*, 1871). — On the transmission of light through an Atmosphère containing small particles, by Lord Rayleigh. 1879.

die vordem kleiner als die Wellenlängen des Lichtes waren, wird nach Rayleigh[1] durch elektrische Vorgänge verursacht.

Der gesteigerten chemischen Strahlung am 16. entspricht eine verringerte thermische mit einem Maximum von 29·5° gegen 26·7° des Vortages.

F. In Fulpmes; zu Tabelle 7, *a*, *b* und *c*; Fig. 7.

Wie aus der Tabelle ersichtlich ist, waren der 20. und 21. August 1918 trockene, heiße Hochsommertage, auf die noch bis zum 24. August schönes Wetter folgte. In diese Zwischenzeit bis zum 25. fallen die später folgenden Beobachtungen auf den Stubaier Fernern. Am 24. trat ein S—SE ein, gegen 16^h folgte ein heftiges Gewitter, der 25. war regnerisch, darauf am 26. Aufheiterung bei andauerndem Föhn. Um 18^h folgte wieder ein Gewitterregen. Das schlechte Wetter hielt auch an den folgenden Tagen an.

Es erscheint mir von Interesse, das Beobachtungsmaterial aus der Schönwetterperiode mit den typischen antizyklonalen Verhältnissen (Tabelle 7, *a* und *b*) einerseits und das aus der Schlechtwetterperiode des stationären Stadiums bei vorübergehender, föhniger Aufheiterung (Tabelle 7, *c*) andrerseits vorzubringen. Das Ergebnis, daß am 26., der zwischen zwei Regentagen liegt, die Intensitäten von tJ, SL und dL trotz der größeren Bewölkung größer sind als an den Schönwettertagen, dem 20. und 21., zeigt, daß der Föhnwetterlage unter allen Umständen eine höhere Intensität der chemischen Strahlung entspricht.

Auch in diesem Falle ist der Verlauf der Föhnkurven von tJ und dL ein gleichmäßigerer als der der Schönwetterkurven.

Größer als bei den vorher besprochenen Beobachtungen ist hier der Unterschied zwischen den dL-Werten der Kurven I und II, was mit Rücksicht darauf, daß der 26. zwischen zwei Regentagen liegt und somit die Menge größerer Wassertröpfchen eine große gewesen sein wird, verständlich erscheint.

---

[1] Pernter-Exner, Meteorologische Optik. Wien und Leipzig 1902. — Lord Rayleigh, Proceedings Roy. Society, 1879, und Phil. Mag., 1899.

Dafür spricht auch der Vergleich der $Z \times 3$-Werte. Diese sind am 26. gegenüber dem 20. und 21. durchwegs größer. Der aus der Zenitstrahlung 12^h berechnete Wert des dif-

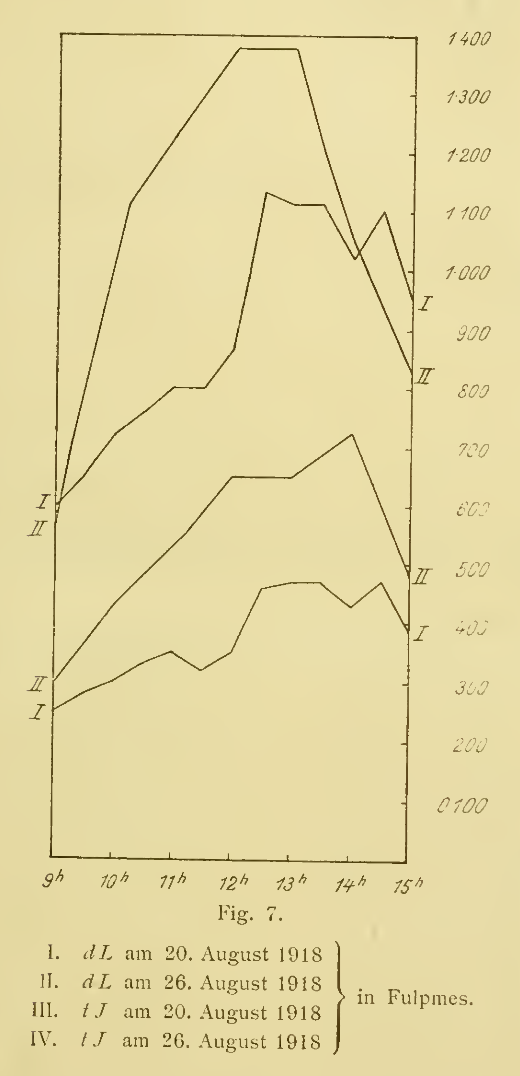


Fig. 7.

I. *dL* am 20. August 1918		
II. *dL* am 26. August 1918		in Fulpmes.
III. *tJ* am 20. August 1918		
IV. *tJ* am 26. August 1918		

fusen Lichtes ist am 26. mehr als doppelt so groß gegenüber dem 21. (0·693 gegen 0·325). Die relative Feuchtigkeit ist am 26. bedeutend größer als an den Schönwettertagen, 60 bis 66% gegen 33·8 bis 53%.

Tabelle 7.

Beobachtungen in Fulpmes.

h	S	B	tJ	dL	$S-L$	$Z \times 3$	T	t	$T-t$	rF	W
a) am 20. August 1918											
9h	4	3	0·586	0·246	0·340	0·234	34·5°	15°	19·5°	53	E
9 30	3—4	2	0·650	0·279	0·371	0·258	36·8	17	19·8	51	»
10	4	2	0·714	0·302	0·412	0·290	40	17	23	51	»
10 30	4	3	0·758	0·331	0·427	0·318	40·5	18·5	23	50·5	»
11	4	3	0·800	0·348	0·452	0·340	43	18	25	49·5	»
11 30	4	4	0·803	0·324	0·479	0·324	47·5	20	27·5	47	»
12	3	4	0·872	0·346	0·526	0·355	47·5	20	26·5	45·5	»
12 30	3—4	3	1·127	0·462	0·665	0·478	45	19	26	42	»
13	4	3—4	1·114	0·466	0·648	0·478	45	19·5	25·5	42·4	»
13 30	4	2	1·114	0·466	0·648	0·480	45·5	21	24·5	42·8	»
14	4	1	1·022	0·428	0·594	0·424	44	20	24	41	»
14 30	4	2	1·104	0·469	0·635	0·472	39	18	21	39·5	»
15	4	3	0·913	0·393	0·520	0·385	38	18	20	42	»
b) am 21. August 1918											
9h	4	4	0·579	0·256	0·323	0·242	38·5°	16°	22·5°	47	E

9 30	4	2	0·645	0·278	0·367	0·265	39·5	16·5	23	47	»
10	4	2	0·706	0·298	0·418	0·288	41	18	23	40·5	»
10 30	4	—	0·746	0·312	0·434	0·306	43·5	18	25·5	42·2	»
11	4	—	0·789	0·326	0·463	0·319	45·5	19	26·5	36	—
11 30	3	1	0·810	0·332	0·478	0·332	47·5	19	28·5	36·5	—
12	4	1	0·802	0·325	0·477	0·325	48	20·5	27·5	35·5	—
12 30	4	—	0·868	0·340	0·528	0·349	47·5	20	27·5	36	E
13	4	—	1·108	0·433	0·675	0·440	46	20	26	37	»
13 30	4	2	1·106	0·437	0·669	0·443	45·5	21·5	24	34	—
14	4	2	1·106	0·442	0·664	0·440	46	22	24	33·8	E
14 30	4	—	1·100	0·440	0·660	0·440	44·5	21	23·5	36·2	—
15	4	—	0·902	0·376	0·526	0·374	44	21	23	38	E
c) am 26. August 1918											
9h	4	5	0·566	0·290	0·276	0·278	39	19	20	64	Föhn, trüb, tags-vorher Regen.
10	4	5	1·106	0·425	0·681	0·414	44	21	23	60	—
10 30	3	5	0·875	0·477	0·398	0·492	44	21	23	—	E
11 10	4	4	1·229	0·503 0·553	0·726 0·576	0·503	45	19·5	25·5	66	starker Föhn.
12	4	4	1·382	0·650	0·732	0·693	—	—	—	—	E
13	4	3—4	1·382	0·650	0·732	0·693	47·5	22	25·5	60	»
14	3	6	1·010	0·719	0·291	0·722	38	22	16	65	»
15	4	4	0·838	0·417	0·421	0·425	44	21·5	22·5	68	E Regen am Abend.

Die Verhältniszahlen von $SL:dL$ betragen für den 20. 1·30 bis 1·52 bis 1·32; für den 21.: 1·26 bis 1·55 bis 1·53; für den 26. 0·83 bis 1·44 bis 0·40. Die großen Schwankungen am letzten Tage erklären sich durch die stark wechselnde Bewölkung, so daß einerseits das Maximum der drei Tage am 26. um 10^h mit 1·60, andrerseits das Minimum mit 0·40 um 14^h erreicht wird. Es ist aber die Verhältniszahl, wie aus den obigen Durchschnittswerten ersichtlich ist, im allgemeinen an diesem Tage kleiner als an den Schönwettertagen.

Die Maxima von $T-t$ werden auch hier wieder am Vormittage, nach 11^h, erreicht und sind an den Schönwettertagen größer: 27·5° und 28·5° — als am Föhntage: 25·5°.

G. Bei der Franz Sennhütte.

Hier wurden in den Sommern 1915, 1916 und 1918 Beobachtungen gemacht. An den Beobachtungstagen der Jahre 1915 und 1916 herrschte gleichgestimmtes Wetter, so daß die Resultate keinen Aufschluß über die gestellten Fragen ergaben. Die Resultate des Jahres 1918 stimmen mit den Ergebnissen an den obigen Beobachtungsorten überein und zeigen eine Erhöhung der chemischen Strahlung bei Föhn gegenüber der Schönwetterlage. Die Größen der Wärmestrahlung stimmen mit den entsprechenden Werten auf dem Hochalmkreuz gut überein.

Eine Beobachtung aus dem Oberbergtale möchte ich hier vorbringen, weil sie außer der Beziehung zwischen Strahlungsintensität und Windrichtung auch den Einfluß der Vergletscherung auf die Strahlung zeigt.

Am 22. August 1918 hörte gegen 17^h der Ostwind auf und es trat jetzt ein vom Alpeiner Ferner ins Oberbergtal niedergehender Luftstrom ein, wodurch die Luftfeuchtigkeit von 34% auf 49% rasch stieg. Indem der Himmel eine weißlichere Farbe annahm, trat zu dieser Zeit trotz der vorgeschrittenen Nachmittagsstunde eine Erhöhung von dL ein, indem es von 0·213 auf 0·250 stieg. Es zeigt sich auch hier wieder, daß durch eine Kondensation des Wasserdampfes der Atmosphäre die Leuchtkraft des Himmels zunimmt.

H. Auf dem Alpeiner und auf dem Lisenser Ferner; zu den Tabellen 8 *A* und 8 *B*; Fig. 8.

Der auf dem Alpeiner zugebrachte 23. August 1918 und der auf dem Lisenser zugebrachte 24. August 1918 zeigen den Unterschied der lichtklimatischen Verhältnisse bei NW, beziehungsweise SE über Gletschern. Auffallend ist am Föhntage die große Erhöhung von tJ in der Zeit zwischen 10^h 30 und 13^h 30 trotz starker Bewölkung und Sonnenbedeckung (S_{1-2}, B_{7-9}). Diese Erhöhung ist, wie die bezüglichen Kurven zeigen, auf die Vermehrung von dL zurückzuführen. Dieser letzteren entspricht wieder der große Unterschied in der Luftfeuchtigkeit an den beiden Beobachtungstagen. Doch ändert sich bei $S_4 B_0$, wie die Kurve vom 23. beweist, auch in dieser Seehöhe der Wert von dL im Verlaufe dieses Tages nur wenig. Andrerseits ist das Maximum am Föhntage um 13^h bei $S_1 B_7 = 0 \cdot 921$, das ist $2 \cdot 67$-mal so groß als das beim NW des Vortages bei $S_4 B_4 = 0 \cdot 345$.

Vergleichen wir die dL- und die $Z \times 3$-Werte am 23. bei antizyklonalen Verhältnissen, so fällt die größere Differenz zur Mittagszeit ($0 \cdot 069$ bis $0 \cdot 107$), gegenüber tiefer gelegenen Beobachtungsstationen auf. Der Umstand, daß also der Unterschied der Leuchtkraft der Atmosphäre im Zenit und der peripheren Teile des Himmelsgewölbes in größerer Seehöhe ein größerer ist als in tieferen Lagen und außerdem dort größeren Schwankungen unterliegt, spricht dafür, daß das Himmelslicht in höheren Lagen mehr durch die Fresnel'sche Brechung und Reflexion zustande kommt gegenüber der Niederung, wo die Rayleigh'sche Diffusion eine größere Rolle spielt.

Diese Erscheinung ist im Hinblick auf die in der Atmosphäre nach unten hin zunehmende Trübung begreiflich. Die Intensität von $Z \times 3$ unterliegt am Föhntage zufolge der wechselnden Himmelsbedeckung großen Schwankungen, doch ist, in Übereinstimmung mit den Ergebnissen in der Engg, vor Eintritt von Regen, dieselbe am Morgen auch hier über dem Lisenser Ferner größer als die von dL.

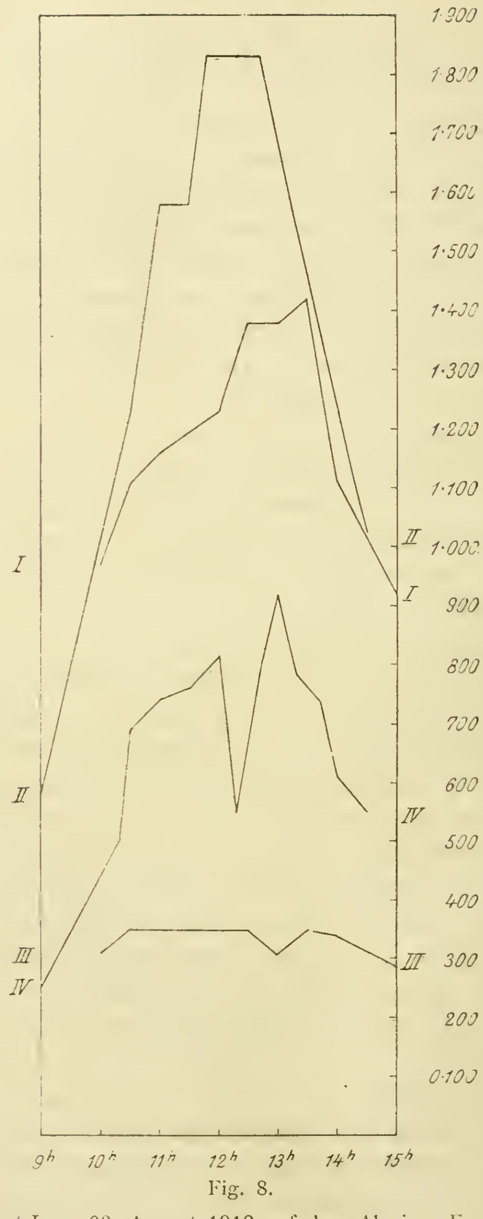


Fig. 8.

I. *tJ* am 23. August 1918 auf dem Alpeiner Ferner.
II. *tJ* am 24. August 1918 auf dem Lisenser Ferner.
III. *dL* am 23. August 1918 auf dem Alpeiner Ferner.
IV. *dL* am 24. August 1918 auf dem Lisenser Ferner.

Tabelle 8 *A*.

Beobachtungen auf dem Alpeiner Ferner.

Am 23. August 1918.

h	*S*	*B*	*t J*	*d L*	*S L*	*Z*×3	*T*	*t*	*T*—*t*	*r F*	*W*	
10h	4	—	0·986	0·307	0·679	0·300	31°	9°	22°	43	NW	200 *m* min
10 30	4	—	1·105	0·345	0·760	0·369	33	9	24	41	»	200
11	4	—	1·155	0·345	0·810	0·414	33·4	8·5	24·9	41	—	—
12	4	—	1·229	0·345	0·884	0·414	33	11	22	45	NW	115
12 30	4	—	1·382	0·345	1·037	—	—	—	—	—	—	—
13	4	—	1·382	0·307	1·075	0·414	34	10	24	45	NW	150
13 30	4	—	{ 1·419 1·382	0·345	{ 1·074 1·037	0·414	—	—	—	—	»	105
14	4	—	1·105	0·335	0·770	0·378	30	9	21	51	»	125
15	4	—	{ 0·902 0·921	0·291	{ 0·611 0·630	0·276	{ 29·5 30	11	{ 18·5 19	51	WNW	75
15 30	4	1	0·921	0·345	0·576	0·348	—	—	—	—	—	—
16	4	2	0·614	0·315	0·299	0·297	31	13·2	17·8	55	WNW	0—60

Tabelle 8 *B*.

Beobachtungen auf dem Lisenser Ferner.

Am 24. August 1918.

h	*S*	*B*	*tJ*	*dL*	*SL*	*Z*×3	*T*	*t*	*T—t*	*rF*	*W*
9h 5	4	3	0·584	0·250	0·334	0·372	39·5°	14°	25·5°	45	SE 0—40 *m* min
10 20	1	5	—	—	—	—	—	12	—	—	— —
10 25	2—3	5	1·229	0·503	0·726	0·503	28—24	—	16—12	—	— —
10 30	2	5	1·105	0·691	0·414	—	—	—	—	54	SE 0—15
10 40	3	5	1·455	0·691	0·764	0·591	34	—	—	—	— —
11	3	5	1·580	0·737	0·843	—	41·5	13	28·5	{46 43}	SE {0 70}
11 30	2	8	1·580	0·757	0·823	0·665	—	—	—	—	— —
11 40	3—4	8	1·842	0·790	1·052	0·828	45	11	34	—	— —
11 50	2	8	—	0·813	—	0·828	—	—	—	44	— —
12 20	—	9	0·553	0·553	—	—	—	—	—	44	SE 30
12 40	2—3	9	1·842	0·790	1·052	0·665	27	13	14	64	SE 30
13	1	7	1·229	0·921	0·308	0·693	—	—	—	—	— —
13 10	2—3	7	1·580	0·902	0·678	0·723	38	13·5	24·5	49	SE 0—60
13 20	3	7	—	0·790	—	—	—	—	—	—	— —
13 35	4	7	1·229	0·614	0·615	0·665	—	—	—	—	— —
13 45	3—4	5	1·495	0·737	0·758	0·723	35	13	22	44	SE 20—50
14	3	5	1·229	0·614	0·615	0·665	34	13	21	—	— —
14 30	3	6	1·005	0·553	0·452	0·665	34	13	21	43	SE 30—120
15 20	—	8	0·425	0·425	—	0·474	—	—	—	54	SE —

Morgens Föhnhauben an den Bergen in N und E, zur Mittagszeit starke Cumulostrati in W, nach 16h Gewitter aus N, das den Ferner streift. 20h starker Nebel, 26h Gewitter, nachts strömender Regen.

Daß SL am Föhntage, wo schon um 8^h an den Bergen in N und E die Föhnhauben hingen, großen Schwankungen bei der wechselnden Sonnenbedeckung unterliegt, ist begreiflich, sein Maximum 1·052 liegt aber doch nicht erheblich tiefer als am Vortage, wo es 1·075 betrug.

In den Verhältniszahlen $SL:dL$ zeigt sich die am Föhntage zu Mittag steigende Kondensation des atmosphärischen Wasserdampfes, die am Nachmittage zum Gewitterregen führt. Die Zahlenwerte betragen 1·00 bis 0·85 bis 0·91 gegen 2·28 bis 3·01 bis 2·54 des Vortages.

Merkwürdig ist das Verhalten der Wärmestrahlung. Am Föhntage ist sie, entsprechend den früheren Ergebnissen, gegen den Vortag geringer in der Zeit bis 11^h (18·8° gegen 24°); beträgt aber dann in der Zeit bis $13^h = 24·5°$ gegen 23° und bis $15^h = 21·5°$ gegen 16·2° des Vortages. $T-t$ übersteigt sonach zur Zeit der Gewitterbildung den Wert des Schönwettertages erheblich.

Um diese Zeit war ein Sinken der Cumulonimbi bemerkbar. Es ist nach F. M. Exner[1] kaum zweifelhaft, daß im Wege der Strahlung ein Einfluß der unteren auf die oberen Schichten der Atmosphäre stattfindet. Die Zunahme des Wasserdampfes führt zu höheren Temperaturen in der Tiefe, zu tieferen in der Stratosphäre, wodurch die Stratosphäre am tiefsten über Zyklonen liegt. Nun dürften aber nach v. Hann[2] die in hohen Atmosphärenschichten sonst stets vorhandenen feinen Eisnadeln über Gebieten herabsinkender Luftbewegung fehlen, wodurch die Atmosphäre in hohen Lagen besonders diatherman wird. Die obige Zunahme der Wärmestrahlung zur Zeit des Absinkens der Wolkenmassen könnte so erklärt werden.

Nach Cornu[3] ist der Grad der Polarisation des Himmelslichtes charakteristisch für die Wetterlage. Eine Änderung desselben verkündet eine Änderung des meteorologischen Zustandes der Atmosphäre früher als andere Anzeichen hiefür vorhanden sind. Mit zunehmender Kondensation des atmo-

---

[1] F. M. Exner, Dynamische Meteorologie. Leipzig 1916.

[2] J. v. Hann, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1915.

[3] Cornu, Sur le photopolarimètre considéré comme instrument météorologique (Mém. du Congrès mét. internat.), Paris 1889.

sphärischen Wasserdampfes nimmt die Größe der Polarisation ab. Nun nimmt nach unseren Beobachtungen mit dieser Kondensation die Intensität des diffusen Lichtes zu. Es erscheinen also die Abnahme der Polarisation und die Zunahme der chemischen Strahlung durch die gleichen Vorgänge bedingt. Durch die Zunahme der Größe der Kondensationsprodukte über die Größen der Wellenlängen wird die Diffusion der Strahlung und somit die Polarisation vermindert, andrerseits nimmt die chemische Strahlung zu. Auch dieser Umstand spricht für die Anschauung, daß die Zunahme der chemischen Strahlung durch eine Zunahme der einfachen Brechung und Reflexion der Strahlen an den vergrößerten Wassertröpfchen oder Eiskryställchen bedingt sei. Ein zwingender Beweis kann jedoch erst durch den Nachweis gesetzmäßiger Beziehungen zwischen Polarisationsgröße und Strahlungsintensität des Himmelslichtes erbracht werden, ob mit der Abnahme der ersteren die Zunahme der letzteren parallel läuft.

Meine Beobachtungen haben den Wert der einfach zu handhabenden photographischen Methode der Strahlungsmessung für die Wettervorhersage aufgezeigt.

4. Zusammenfassung der Ergebnisse.

1. Die chemische Intensität der Sonnenstrahlung ist im Hochsommer im Gebiete der Nordalpen der Intensität im nördlichen Karste an der Adria in der gleichen Seehöhe von 500 *m* gleich. Mit Zunahme der Seehöhe nimmt sie dort langsamer zu als über dem Karste. Die chemische Intensität der diffusen Strahlung ist im Hochsommer über den Nordalpen geringer, daher ist auch die chemische Intensität der Gesamtstrahlung geringer als über dem Karste. Die Wärmestrahlung ist im Monat August in der gleichen Seehöhe über den Nordalpen etwas größer als über dem Karste. Es erscheint somit das Energiemaximum des Spektrums im nordalpinen Gebiete gegenüber dem Karste gegen das ultrarote Ende verschoben.

2. Es ist in Übereinstimmung mit den Beobachtungen an der nördlichen Adria die chemische Wirkung der Gesamt-

strahlung im Hochsommer bei SE- bis SW-Winden eine größere, bei NW- bis NE-Winden eine geringere als bei Windstille. Die chemische Wirkung des diffusen Lichtes ist bei SE- bis NW-Winden gegenüber anderen Wetterlagen erhöht. Bei Kondensation des atmosphärischen Wasserdampfes nimmt die Sonnenstrahlung im Verhältnis zur diffusen Strahlung ab. Die chemische Intensität der Sonnenstrahlung erreicht bei warmen, südlichen Winden und bei Windstille die höchsten Werte. Der Erhöhung der Lufttemperatur bei gleichzeitiger Steigerung der chemischen Intensitäten, entspricht eine Verminderung der thermischen Intensität der Strahlung. Jedoch wurde bei der Bildung eines Gewitters über dem Lisenser Ferner eine starke Steigerung der thermischen Strahlung beobachtet.

3. In Seehöhen von 500 bis 3000 *m* ist der Eintritt von Föhnwetter im Hochsommer durch eine Erhöhung der chemischen Intensität der Strahlung gekennzeichnet. Es zeigt eine Erhöhung der Intensität der Sonnenstrahlung das Ausfließen der kalten Bodenluft aus dem Inntale im Vorstadium des Föhns an, indem die Höhe der Inversionsschichte sich vermindert. Bei Eintritt der Kondensation des atmosphärischen Wasserdampfes im stationären Föhnstadium erfolgt eine Vermehrung der Leuchtkraft des Himmels und eine Abnahme der thermischen Strahlung.

4. Während bei antizyklonalem Wetter die Zenitstrahlung am Morgen und Abend geringer, zu Mittag größer ist als die tiefer gelegener Himmelsteile, zeigten Beobachtungen in Seehöhen über 1000 *m*, daß durch die Kondensation des atmosphärischen Wasserdampfes schon bei niederen Sonnenhöhen die Zenitstrahlung die tieferer Himmelsteile übertreffen kann.

5. Die Tageskurven der chemischen Intensitäten der Strahlung zeigen bei Eintritt einer Depression einen gleichmäßigeren Verlauf als bei antizyklonaler Witterung.
